

Processos Ecosistêmicos em Planícies Alagáveis

John M. Melack,¹ Evelyn M. L. M. Novo,² Bruce R. Forsberg,³
Maria T. F. Piedade,³ e Laurence Maurice,⁴

As planícies de inundação representam um componente importante da Bacia Amazônica central e influenciam a hidrologia, a ecologia e a biogeoquímica. Hess et al. (2003) utilizaram uma classificação de dados de radar de abertura sintética com 100 m de resolução para uma quadratura de 1,77 milhões de km² na Amazônia central e identificaram 17% como várzeas, a maioria delas inundadas durante parte do ano. A produção líquida total atribuída às florestas inundadas (com exceção de incrementos lenhosos), macrófitas aquáticas, fitoplâncton e perifíton para a quadratura de 1,77 milhões de km² foi estimada em aproximadamente 300 Tg C a⁻¹. As florestas inundadas responderam por 62% do total, as macrófitas aquáticas por 34% e os 4% restantes foram associados ao perifíton e fitoplâncton. Aproximadamente 10% do total é a quantidade de carbono orgânico exportada anualmente pelo Rio Amazonas, de acordo com Richey et al. (1990), a emissão de metano é de cerca de 2,5%, de acordo com Melack et al. (2004), e estima-se que um percentual similar esteja enterrado nos sedimentos. A porção remanescente se aproxima do valor suficiente para alimentar a respiração resultante da desgaseificação de 210 ± 60 Tg C a⁻¹ como dióxido de carbono dos rios e planícies de inundação, de acordo com Richey et al. (2002). Variações na distribuição e inundação de habitats de planícies de inundação desempenham um papel chave na ecologia e produção de muitos peixes de água doce, comercialmente importantes. Existe uma relação significativa entre a área máxima inundada, o tempo de retardo de 5 anos, e a produção anual de omnívoros.

¹Bren School of Environmental Science and Management and Department of Ecology, Evolution, and Marine Biology, University of California, Santa Barbara, California, USA..

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil.

³Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Brasil.

⁴LMTG, Université de Toulouse, Toulouse, France. .

1. INTRODUÇÃO

As planícies de inundação são componentes importantes da biogeoquímica, ecologia e hidrologia das terras baixas da Bacia Amazônica. Elas contêm milhares de lagos e planícies inundadas, ligados entre si e aos muitos rios e igarapés da bacia. As planícies de inundação modificam a hidrologia, influenciam o carbono e a biogeoquímica de nutrientes, emitem dióxido de carbono e metano para a atmosfera, e sustentam ecossistemas altamente diversos e uma indústria pesqueira produtiva. Muito do avanço dos últimos 50 anos para o conhecimento da ecologia das planícies de inundação da Amazônia encontra-se resumido em *Sioli* [1984], *Junk e Piedade* [1997], *Melack e Forsberg* [2001], e *Junk e Piedade* [2009].

Esforços para desenvolver opções sustentáveis de manejo para esses ambientes são descritos por *Junk et al.* [2000]. Nosso objetivo é apresentar uma revisão e sintetizar resultados recentes, em sua maior parte derivados da pesquisa integrada do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia, com ênfase nos processos biogeoquímicos e outros relacionados à hidrologia, além de resultados de análises de sensoriamento remoto, que permitem a regionalização de fluxos de carbono. Material complementar encontra-se nos capítulos de *Richey et al.* [neste volume] e *Costa et al.* [neste volume] e na revisão de *McClain e Naiman* [2008] sobre influências andinas na biogeoquímica e ecologia do Amazonas.

2. EXTENSÃO REGIONAL DE PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO E HABITATS AQUÁTICOS

A área de abrangência das planícies de inundação e outras áreas úmidas na Bacia Amazônica foram estimadas em aproximadamente um milhão de quilômetros quadrados, e inclui florestas sazonalmente inundadas e savanas, zonas ripárias de igarapés e rios, água represada de pântanos, e brejos de altitude [*Junk*, 1997]. As grandes variações sazonais na profundidade e extensão de inundação e a hidrologia complexa são características das planícies de inundação da Amazônia e, à medida que os níveis das águas variam, a proporção dos ambientes aquáticos muda consideravelmente. A caracterização da extensão de áreas e mudanças temporais de inundação e vegetação de áreas alagadas em escalas locais, regionais e da grande bacia agora é possível devido à disponibilidade de dados óticos e de micro-ondas de sensores a bordo de aeronaves e satélites, e de algoritmos recentemente desenvolvidos para análise de dados [*Melack*, 2004]. A aplicação de análise de mistura espectral ao escaneador multiespectral e imageador temático do Landsat permitiu o cálculo de concentrações de sedimentos suspensos em águas superficiais do Rio Amazonas [*Mertes et al.*, 1993] e a discriminação de padrões de vegetação aquática [*Mertes et al.*, 1995; *Novo et al.*, 1997]. Variações mensais na inundação em escala regional podem ser derivadas de modelos mistos aplicados aos dados passivos de micro-ondas [*Sippel et al.*, 1994]. O delineamento do estágio de inundação e

vegetação, com precisões acima de 90% foi demonstrado com o uso de dados de radar de abertura sintética (SAR) de multifrequência polarimétrica para planícies de inundação na Amazônia central [*Hess et al.*, 1995], e a base teórica para os algoritmos é sustentada por modelagem [*Wang et al.*, 1995].

Um conjunto de dados chave é a banda L e polarização HH do imageador SAR a bordo do satélite JERS para toda a Bacia Amazônica, adquirido pela Agência Nacional de Desenvolvimento Espacial do Japão [*Rosenqvist et al.*, 2000]. As aquisições foram calibradas para águas baixas em 1995 e para as águas altas em 1996 no canal principal do Amazonas, na bacia central. Um mosaico de imagens individuais para cada período foi desenvolvido como conjuntos de dados digitais com resolução de 3-arc sec (aproximadamente 100 m) [*Siqueira et al.*, 2000]. *Hess et al.* [2003] desenvolveram uma metodologia para classificação de áreas alagadas da Amazônia usando mosaicos do radar JERS-1 com quadratura de 1,77 milhões de km² (18° X 8°) na Amazônia central. O método híbrido baseado em dados de satélite e interpretação humana gerou primeiramente uma máscara de áreas alagáveis versus não alagáveis. Depois que um algoritmo de segmentação gerou automaticamente polígonos espectralmente distintos, a máscara foi editada interativamente para eliminar traços de áreas não inundadas, tais como terrenos ondulados, que espectralmente eram similares às áreas inundadas, mas que poderiam ser corretamente identificados por um intérprete, com base em contexto geográfico, padrão espacial e referenciamento cruzado de imagens do Landsat e mapas topográficos. A porção de áreas inundadas dos mosaicos de águas altas e baixas, conjuntamente registrados, foi mapeada como classes vegetativo-hidrológicas utilizando um classificador. O classificador baseado em pixels opera com coeficientes de retroespalhamento. O sistema de classificação inclui cinco classes de vegetação (não vegetadas, herbácea, arbustiva, mata e floresta) e duas classes hidrológicas (inundadas e não inundadas). Ambas as máscaras foram rigorosamente validadas com videografia digital aerotransportada [*Hess et al.*, 2002].

Dezessete por cento da quadratura central foi identificada como áreas inundadas, das quais, 96% foram inundadas no período de águas altas e 26% nas águas baixas [*Hess et al.*, 2003]. Embora a área de floresta inundada ocorra em quase 70% das áreas

inundadas nas águas altas, os habitats aquáticos mostraram variação regional em função das condições geomorfológicas e ambientais (Quadro 1). Ao se estender o mapeamento para toda a planície da Bacia Amazônica (região abaixo de 500 m acima do nível do mar), *Melack e Hess* [2004, 2009] mapearam 14% dos 5.822.000 km² como inundáveis com resolução de 100 m (Figura 1), dos quais, aproximadamente 76% são representados por vegetação lenhosa inundável e 8% por águas abertas. A precisão temática de toda a área de planície foi avaliada com base em videografia aérea [*Hess et al.*, 2002] em grande parte da Amazônia brasileira. Para as regiões onde a vegetação, mas não o período de inundação, pôde ser representada em videografia, ou regiões onde nem a vegetação e nem o período da inundação puderam ser bem representados em videografia, foram feitas avaliações qualitativas com base em levantamentos vegetacionais publicados. Para avaliar a periodização dos mosaicos do JERS relativos aos padrões de inundações típicas, a sazonalidade da precipitação e a descarga fluvial foram comparadas com as datas de aquisição de cenas que compõem os mosaicos.

Para estimar variações mensais em inundação na quadratura de 1,77 milhões de km² na Amazônia central, *Richey et al.* [2002] combinaram análises do mosaico do JERS-1 para rios com largura acima de 100 m [*Hess et al.*, 2003], dados passivos de micro-ondas do canal principal do Amazonas e sua planície de inundação [*Sippel et al.*, 1998], e dados da média mensal do estágio fluvial a partir de tributários para aproximar os padrões temporais de inundação desses rios. Para calcular os corredores fluviais com menos de 100 m de largura foi computada uma função de densidade de rio por área a partir de uma rede fluvial digital e extrapolada para rios menores [*Mayorga et al.*, 2005b]. O somatório de todos os rios e planícies inundáveis acrescido das estimativas dos rios mostra que a região é mais inundada em maio, com 350.000 km² de inundação, ou 20% da quadratura.

Quadro 1. (a) Máscara de áreas inundadas da Amazônia central. Áreas inundadas (branco) ocupam 17% da área total. O mapeamento de vegetação e inundação em (b) estágio de águas baixas (setembro a outubro de 1995) e (c) estágio de águas altas (maio a junho de 1996). Adaptado de *Hess et al.* [2003], reimpresso com permissão da Elsevier.

Sensores passivos de micro-ondas a bordo de satélite fornecem um registro de inundação sazonal em quatro grandes planícies de inundação da Bacia Amazônica: canal principal da planície de inundação do Amazonas no Brasil, Llanos de Moxos na Bolívia, Bananal no Brasil e savanas de Roraima e Guiana [*Hamilton et al.*, 2002, 2004]. As áreas máximas sujeitas à inundação (inclusive águas abertas em lagos e rios) durante um período de 8 anos (1979 – 1987) foram as seguintes (em km²): canal principal do Amazonas, 97.400; Moxos, 92.100; Bananal, 58.600; e Roraima, 16.500. A extensão total de inundação dessas planícies de inundação mostrou variações sazonais e interanuais consideráveis, com a maior variação relativa na extensão máxima de inundação no Bananal e Roraima (Figura 2).

Figura 1. Área inundável (preto) da Bacia Amazônica abaixo de 500 m de contorno do mosaico do radar de abertura sintética do JERS. Áreas inundáveis não são todas inundadas simultaneamente e podem incluir áreas não inundáveis que não aparecem na escala da imagem.

Figura 2. Média mensal de área inundada nas quatro regiões ao longo do período de observações por satélite (linha sólida) e média mensal de precipitação baseada em registros de longo prazo (linha tracejada). Médias mensais de área inundada são baseadas em dados passivos de micro-ondas e incluem áreas de água aberta em rios e lagos permanentes. Barras verticais indicam a variação das estimativas mensais da área. Extraído de *Hamilton et al.* [2002].

Regressões entre área inundada e alturas do estágio de rios próximos foram usadas para estender os registros de inundação de quase um século do canal principal do Amazonas e de várias décadas de outras planícies de inundação.

Séries temporais de dados do SAR em intervalos de 3 a 6 semanas estão disponíveis para várias sub-regiões da Bacia Amazônica e podem ser usadas para gerar mapas de inundação em alta resolução e suas variações sazonais. Os três exemplos descritos aqui fornecem informações relevantes para os resultados biogeoquímicos apresentados nas seções subsequentes. Uma série temporal de dados da banda L do JRS-1 obtida para o Rio Jau, tributário do Negro, em combinação com medições *in situ* do estágio do rio, foi usada para mapear a variação espacial da duração da inundação na planície de inundação amplamente coberta por florestas [*Rosenqvist et al.*, 2002]. Uma série temporal de dados da banda C do RADARSAT permitiu o

desenvolvimento de um conjunto similar de mapas das áreas inundadas interfluviais de savana da Bacia do alto Rio Negro [Belger, 2007] (Quadro 2).

Quadro 2: Mapa da duração da inundação de áreas interfluviais alagadas na Bacia do alto Rio Negro. Para cada pixel, o período mais longo de datas continuamente inundadas foi usado para estabelecer a duração da inundação.

Martinez e Le Toan [2007] usaram uma série temporal de imagens do SAR a bordo do JERS-1 para mapear variações temporais em inundação (distinguidas como *nunca*, *ocasionalmente* ou *sempre* inundadas) e a distribuição espacial de vegetação (distinguidas como *pastagens ou cortes rasos*, *savanas ou formações emergentes*, ou *florestas*) para a planície de inundação de Curuaí, próxima a Santarém, Brasil (ver seção 3).

Barbosa [2005] beneficiou-se, em parte, das limitações do sensoriamento remoto ótico na Amazônia ao mostrar que as variações temporais na área da superfície e traços óticos na planície de inundação do Amazonas eram recorrentes e em grande parte dependentes dos estágios do pulso da inundação, tornando impossível usar uma série temporal de imagens adquiridas em diferentes anos, em estágios definidos do rio, para representar as variações sazonais. Coleta intensiva de dados de solo foi conduzida durante cada uma das quatro condições (águas baixas, enchentes, e em vazantes para caracterizar a composição e o espectro comportamental das massas de água na planície de inundação do Curuaí. Essa informação foi usada em uma classificação supervisionada de imagens do mapeador temático do Landsat para identificar massas de água de acordo com a abundância de clorofila, partículas inorgânicas e matéria orgânica dissolvida.

Várias aplicações recentes de sensoriamento remoto ótico e de micro-ondas para a ecologia da planície de inundação empregaram novas combinações de sensores ou dados. Novo et al. [2006] utilizaram uma série temporal do Radiômetro Espectral Imageador de Resolução Moderada (MODIS) para produzir mapas de distribuição de clorofila em um trecho da planície de inundação de Parintins a Almeirim, apesar da baixa resolução espacial e bandas não ideais (Quadro 3).

Quadro 3. Distribuição de clorofila nas águas abertas derivada de imagens do Radiômetro Espectral Imageador de Resolução Moderada. Extraído de Novo et al. [2006].

Quadro 4. Planície de inundação do Curuaí. Extraído de Maurice Bourgoïn et al. [2007], reimpresso com permissão da Elsevier. Imagem Landsat (Mapeador Temático Landsat 7, 28 de outubro de 2002) corresponde a um nível absoluto de água na estação fluviométrica de Curuaí de 4,74 m. Descrição de quatro estações fluviométricas (bandeiras, registros diários), estações de monitoramento da qualidade da água (estrelas, amostragem mensal), e estações de monitoramento de sedimentos suspensos (círculos, amostragens a cada 10 dias).

Rudorff et al. [2007] utilizaram dados hiperespectrais do sensor Hyperion do EO-1 para distinguir massas de água em uma faixa através da planície de inundação do Amazonas, próxima à Santarém. Hamilton et al. [2007] empregaram dados do Mapeador Temático Landsat com dados do sensor SAR a bordo do JERS-1 e a banda C derivou dados topográficos interferometricamente para identificar classes geomórficas e vegetacionais em uma sub-região da bacia do Rio Madre de Dios (Peru). Ao usar um procedimento de segmentação de imagem validado com levantamentos de solo, os autores distinguiram águas abertas em rios e lagos, bancos de rios sazonalmente expostos, pântanos com palmeiras, e florestas sucessionais tardias em planícies de inundação. Thieme et al. [2007] estenderam esse enfoque a toda a bacia do Rio Madre de Dios e outras bacias de drenagem no sudoeste da Amazônia.

3. HIDROLOGIA DA INUNDAÇÃO

O balanço hídrico de uma planície de inundação pode ser expresso pela equação

$$\Delta S = P + R \pm L \pm H \pm G - E,$$

na qual, ΔS é a mudança no volume de água, P é a precipitação nas superfícies aquáticas, R é o influxo de escoamento de terra firme, L é a troca de água em uma direção através dos canais para um rio adjacente, G é a troca com o sistema de água subterrânea ao redor, e E é a evapotranspiração; as unidades estão em m^3 [Lesack e Melack, 1995; Mertes, 1997]. Cada um dos termos irá mudar em

múltiplas escalas temporais em função das condições meteorológicas e hidrológicas e irá variar entre as planícies de inundação em função de diferenças na morfometria da bacia, área de bacia de drenagem e geomorfologia local.

A primeira análise detalhada da hidrologia de um lago em planície de inundação na Amazônia foi desenvolvida no Lago Calado, localizado próximo a Manacapuru, no Rio Solimões [Lesack, 1993, 1995; Lesack e Melack, 1995]. A água do rio entrava no lago no início da elevação do nível do Rio Solimões, mas quando a água atingia o nível médio, ela fluía diretamente do lago para o rio, enquanto os níveis do rio continuavam a subir. No final do ano hidrológico, o Lago Calado tinha experimentado uma variação de 10 m no nível da água, e o escoamento superficial contribuiu com 57% do total de entrada de água, o influxo de água do rio contribuiu com 21%, a precipitação direta no lago contribuiu com 11% e a infiltração com 4%. Com base nos dados adquiridos de 1997 a 2003, Maurice Bourgoïn et al. [2007] e Bonnet et al. [2008] examinaram a hidrologia da inundação da planície alagável do Lago Curuaí (ver descrição na seção III) de modo similar ao de Lesack e Melack [1995]. O Rio Amazonas dominou os influxos de água no lago durante o ano todo, respondendo a cerca de 77% do total anual, em média. Chuva e escoamento superficial responderam por aproximadamente 9% e 10%, respectivamente, enquanto a infiltração de água subterrânea contribuiu com 4%. As diferenças entre Curuaí e Calado quanto à importância dos inputs ribeirinhos contra os de terra firme refletem, em parte, as diferenças nas morfologias da bacia do lago e na área da bacia de drenagem de terra firme (CA) relativa à área de planície de inundação (FA): Calado CA/FA = 7; Curuaí CA/FA = 2.

Estender as análises de inundação de planícies alagáveis às escalas regionais requer uma combinação de modelagem e sensoriamento remoto. Modelos em escala de bacia que incluem a inundação das planícies alagáveis pressupõem que a superfície da água seja horizontal e igual aos níveis dos principais canais fluviais [ex., Richey et al., 1989] e operam em resolução moderada (aproximadamente 9 km, por exemplo [Coe et al., 2002, 2007]). Entretanto, resultados recentes indicam mudanças espaciais e temporais consideráveis nas elevações das superfícies de água ao longo das planícies de inundação da Amazônia. Alsdorf et al. [2000, 2001] desenvolveram um processamento interferométrico

de dados de radar de abertura sintética durante a missão de imageamento por radar em espaçonave, para demonstrar a possibilidade de detectar mudanças em escalas centimétricas através da planície de inundação. Essas observações indicaram que reduções no nível da água diminuíam com a distância crescente do canal principal do rio durante o fluxo recessional. Alsdorf [2003] sugeriu que erros de 30% observados nos estoques de planícies de inundação podem resultar da pressuposição de que as superfícies de água sejam horizontais. Além disso, Alsdorf et al. [2007] usaram medições interferométricas do SAR a bordo do satélite JERS-1 para documentar a passagem da inundação através de uma extensa e topograficamente complexa planície alagável dos rios Purus e Solimões. Eles observaram diferenças significativas em mudanças de estágio, coincidentes com canais da planície de inundação e outras variações localizadas no nível da água em uma cena tomada no período intermediário da enchente, mas menos heterogeneidade nos níveis da água em uma imagem tomada quando das águas altas. Uma implicação biogeoquímica importante desses resultados é que os caminhos do fluxo e tempos de residência nas planícies de inundação são dinâmicos no espaço e no tempo.

Ao combinar medições interferométricas do SAR de mudanças no estágio e uma equação de continuidade, Alsdorf et al. [2005] desenvolveram um modelo de difusão linear de drenagem de planície de inundação que capta o comportamento da composição do fluxo através dos canais, lagos, e vegetação aquática. Esse método, razoavelmente simples de determinar mudanças no estoque, requer que a conectividade da planície de inundação seja parametrizada por uma descrição de topografia de planície de inundação e mudanças temporais nos níveis da água da planície inundável. Na primeira aplicação e validação de um modelo bidimensional hidrodinâmico em um grande trecho da planície de inundação do Amazonas, Wilson et al. [2007] observaram que mais de 40% do fluxo fluvial total se propagou através da planície de inundação próxima à confluência dos rios Purus e Solimões. O modelo LISFLOOD-FP [Bates e DeRoo, 2000] com resolução de 270 m foi aplicado em um trecho de ~260 km do Rio Solimões com uma área alagável de ~40-km de largura durante um período de 22 meses. Com a combinação de levantamentos de campo para determinar as alturas das árvores, sensoriamento remoto de tipos de vegetação e

agregação espacial, foi reduzido o ruído dos dados digitais de elevação a <1,8m obtidos pela Missão Topográfica Radar Shuttle (SRTM). A topografia do canal foi obtida por levantamentos realizados por sonares a bordo de barcos. O modelo adaptou-se bem à extensão de inundação estimada por dados do JERS-1 [Hess et al., 2003] para níveis de águas altas, mas superestimou a inundação durante as águas baixas porque os pequenos canais estavam abaixo da resolução espacial dos dados topográficos agregados, e por isso a planície de inundação foi insuficientemente drenada.

As variações sazonais na água estocada em planícies de inundação do Amazonas são suficientemente grandes para causar anomalias no campo gravitacional da Terra, possíveis de serem detectadas pelo Experimento de Recuperação de Gravidade e Clima (GRACE) [Tapley et al., 2004]. Han et al. [2005] aplicaram um algoritmo melhorado aos dados do GRACE para o Amazonas e apresentaram padrões espaciais para o estoque de água em termos de alturas equivalentes de água em intervalos mensais durante 2002 e 2003. Eles demonstraram a possibilidade de monitoramento das variações no estoque de água em intervalos inferiores a um mês. Mediante a combinação de dados de sensores altimétricos e aerotransportados do SAR e observações hidrográficas, Frappart et al., [2005] estimaram o volume de água estocada nas planícies de inundação do Rio Negro durante 1995 – 1996. Essas duas abordagens são independentes e, se aplicadas ao mesmo período, podem ser comparadas como parte de sua validação.

Embora esses resultados recentes de sensoriamento remoto e modelagem sejam valiosos e promissores, as limitações das medições disponíveis continuam a restringir os modelos de dinâmica de inundação. As observações fluviométricas do estágio do rio são amplamente espaçadas, e as áreas de inundação do Amazonas continuam não calibradas, exceto durante estudos de campo em algumas localidades, e os calibradores não são nivelados com precisão com relação ao geóide. Altimetros aerotransportados têm amplo espaçamento entre as rotas [Birkett et al., 2002], sensores de micro-ondas têm baixa resolução espacial [Hamilton et al., 2002], e os sistemas SAR têm coberturas temporais [Hess et al., 2003] ou espaciais [Rosenqvist et al., 2002] limitadas. Dados topográficos de SRTM requerem trabalho considerável para remover a vegetação. Dados

batimétricos de algumas planícies de inundação (ex., Calado [Lesack e Melack, 1995] e Curuaí [Bourgoin et al., 2007; Barbosa et al., 2006]). Um trabalho em andamento está começando a atenuar várias dessas questões com o uso, por exemplo, de sistemas altamente precisos de posicionamento global para nivelar instrumentos de medição, levantamentos por sonar com sistemas de registros combinados com análises de séries temporais de imageamento do SAR para gerar batimetria regional, e novos sensores SAR, tais como o de ALOS PALSAR, que oferecem cobertura regional repetida em alta resolução. Esses resultados, por sua vez, podem ser comparados às estimativas de variações do estoque de água em escalas regionais derivadas do GRACE.

Costa et al. [neste volume] apresentam um resumo de variações sazonais e interanuais, modeladas e remotamente sensoriadas, da extensão de inundação em função de condições climáticas. Os autores concluem que, embora o ENOS tenha uma forte influência na variabilidade da descarga, um modo de 28 anos na variabilidade da precipitação explica a maior parte das diferenças interanuais na extensão da inundação. Anomalias de precipitação são conhecidas por serem associadas às condições do El Niño e às temperaturas da superfície do mar dos oceanos Pacífico equatorial e Atlântico tropical [Ronchail et al., 2002, e referências citadas]. Uma consequência da baixa precipitação e do período reduzido de inundação durante as condições do El Niño é o alargamento dos anéis de árvores de planícies de inundação [Schöngart et al., 2005]. A partir disso, Schöngart et al. [2004] desenvolveram uma reconstrução dendroclimática da Amazônia ocidental relativa aos dois últimos séculos que mostra um rigor crescente das condições do El Niño. Schöngart e Junk [2007] utilizaram as relações entre inundação, Índice de Oscilação Sul e temperaturas da superfície do mar para demonstrar a possibilidade de previsão de níveis máximos de água com 4 meses de antecedência.

4. ECOSISTEMAS REPRESENTATIVOS DE PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO

4.1. Planície de Inundação da Amazônia Central

Grande parte da pesquisa de processos de ecossistemas das planícies de inundação amazônicas focalizou o Rio Solimões/Amazonas e trechos menores de seus principais tributários no Brasil. A área alagável contígua ao trecho de 2.600 km do Rio Solimões/Amazonas a 52.5°W até 70.5°W contém cerca de 6.500 lagos e planícies de inundação associados, e o trecho mais baixo de seus quatro principais tributários (Japurá, Purus, Negro e Madeira), com extensão de 400 km, contém um adicional de 2.320 lagos, com planícies de inundação associadas [Sippel et al., 1992]. Mudanças sazonais no estágio resultam em variações nas áreas inundadas (com exceção dos canais fluviais) de 19.000 km² a 81.000 km² ao longo do trecho de 2.600 km do canal principal, conforme análises de dados passivos de micro-ondas obtidos de 1979 a 1987 [Sippel et al., 1998]. Vários estudos intensivos durante o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA) focalizaram as planícies de inundação no trecho mais baixo de Santarém e complementaram trabalhos anteriores concentrados no trecho médio, próximo a Manaus, e estudos recentes no trecho mais alto, próximo a Tefé.

4.2. Trecho Mais Baixo

O Lago Grande de Curuaí, um sistema lacustre complexo com cerca de 30 lagos rasos interconectados e ligados ao Rio Amazonas por vários canais, é representativo dos trechos mais baixos das planícies de inundação e tem sido objeto de estudo intensivo de vários grupos (Quadro 4). A água aberta do complexo varia de 760 km² a 1.277 km², e as campinas inundadas podem cobrir 570 km², áreas de savana 450 km², e, durante as águas altas, as florestas inundadas se estendem por 560 km² [Martinez e Le Toan, 2007]. Barbosa [2005] ilustrou grandes variações temporais e espaciais na clorofila e partículas inorgânicas suspensas ao longo de todo o complexo.

O transporte fluvial e estoque de sedimentos nos sistemas de canais de planícies de inundação é um processo importante desses sistemas, e Maurice Bourgoïn et al. [2007] examinaram esse aspecto na planície de inundação do Curuaí. Suas análises foram derivadas de dados hidrológicos, uma rede de monitoramento operada entre 1999 e 2003, concentrações de sólidos suspensos adquiridas próximo a Óbidos [Guyot et al., 2005], imagens

multitemporais de sensoriamento remoto, dados altimétricos de radar, e análises hidrológicas de Bonnet et al. [2008].

Embora os influxos de sedimentos suspensos associados com o fluxo de águas do Amazonas na planície de inundação se movimentem através de diferentes canais localizados em todo o sistema, os sedimentos suspensos saem da planície de inundação rumo ao canal fluvial principal por meio dos dois canais mais largos e mais profundos localizados no sudeste da planície de inundação. Devido ao volume e período de tempo do escoamento superficial local, o efluxo de água da planície de inundação foi maior do que o influxo de água do Amazonas no sistema. Os efluxos máximos de sedimentos da planície de inundação do Curuaí para o canal principal ocorreram de julho a outubro. Nos três anos simulados, o balanço anual de sedimentos (influxo menos efluxo) foi positivo, confirmando que a planície de inundação amazônica atuou como uma armadilha de sedimentos, conforme observado em um canal de conexão por Moreira-Turcq et al. [2004]. Em 2000–2001 e 2002–2003, o volume anual de sedimentos retidos na planície de inundação foi da mesma ordem de magnitude que a média anual de saída de sedimentos da planície de inundação para o Rio Amazonas. Dentro dos lagos da planície de inundação, a sedimentação foi interrompida pela resuspensão induzida por ondas de vento favorecidas por uma grande retenção, especialmente durante as águas baixas. Concentrações de sedimentos suspensos em três lagos mostraram variação de 4 mg L⁻¹ durante o pico da inundação a altos valores durante a estação seca (1.600 mg L⁻¹), mais de 6 vezes a concentração medida no Rio Amazonas durante o mesmo período.

No período de 2000 – 2003, a taxa média de sedimentação específica foi de 517 (±23%) t km⁻² a⁻¹. Expressa em quilômetros lineares do Rio Amazonas, essa taxa é muito menor do que as taxas de 0,67 – 0,89 Mt km⁻¹ relatadas para um trecho do Rio Solimões por Mertes [1994], para todo o Rio Amazonas por Dunne et al. [1998], e para o trecho entre Manacapuru e Óbidos (0,25 Mt km⁻¹ a⁻¹ [Laraque et al., 2004]). Entretanto, as taxas médias publicadas de deposição sedimentar para longos trechos não podem ser diretamente aplicadas para sistemas de planície de inundação específicos porque a atividade tectônica afeta a forma e o

comportamento do canal e as áreas alagáveis, e a geomorfologia e a hidrologia local controlam as trocas sedimentares entre o canal principal e a planície de inundação.

4.3. Trecho Médio

Os lagos e planícies de inundação em 100 km ao longo dos rios Solimões, Amazonas e Negro têm recebido atenção considerável, em grande parte devido à proximidade do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. Muito dessa pesquisa encontra-se resumida por *Sioli* [1984], *Junk* [1997], *Melack* [1996], e *Melack e Forsberg* [2001]. Dois lagos têm sido o foco de muitos estudos limnológicos, hidrológicos e ecológicos: Lago Calado, um lago dendrítico situado na margem norte do Rio Solimões, cerca de 80km a oeste da confluência dos rios Solimões e Negro; e o Lago Camaleão, um lago estreito localizado na Ilha de Marchantaria, na confluência dos rios Solimões e Negro.

4.4. Trecho Alto

Os lagos e planícies de inundação próximos à confluência dos rios Japurá e Solimões representam uma grande variação de morfologias [*Mertes et al.*, 1995; *Sippel et al.*, 1992], e a região tem recebido crescente atenção científica por causa do projeto Mamirauá, com base em Tefé. Florestas inundadas são o habitat dominante nas porções mais altas das planícies de inundação [*Hess et al.*, 2003], e sua distribuição em relação às condições ambientais está se tornando cada vez mais bem conhecida [*Haugaasen e Peres*, 2005; *Junk e Piedade*, 2009; *Kalliola et al.*, 1991; *Kvist e Nebel*, 2001; *Wittmann et al.*, 2006].

Wittmann et al. [2002] examinaram a distribuição de diferentes tipos de florestas de planície de inundação na Reserva de Desenvolvimento Sustentável de Mamirauá (RDSM) por meio de uma combinação de inventários, fotografias aéreas, e imageamento do mapeador temático Landsat. A área focal de RDSM, aproximadamente 70 km a noroeste de Tefé, compõe-se, em sua maior parte, de floresta de dossel fechado inundada anualmente com água dos rios Japurá e Solimões. Em um nível médio de 3 m de inundação, *Wittmann et al.* [2002] detectaram mudanças na diversidade de espécies e arquitetura,

e usaram essas diferenças para categorizar as florestas de planície de inundação como florestas de várzea baixa e de várzea alta, e conseguiram distinguir estágios sucessionais iniciais e tardios de floresta de várzea baixa. *Wittmann e Junk* [2003] determinaram a composição e estrutura florística de plantas jovens em três estágios sucessionais na mesma área comparando-as às comunidades maduras. Os autores observaram que a distribuição das plantas jovens e a riqueza de espécies estavam associadas aos gradientes de inundação e à irradiância, com a riqueza mais alta tendo sido encontrada na floresta de várzea alta. O zoneamento de comunidades maduras mostrou-se dependente de inundação, gradientes de deposição sedimentar e textura do solo [*Wittmann et al.*, 2004].

Um sistema nas proximidades de Tefé é o Lago Amanã, localizado na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Amanã, com 23.500 km². Esse grande lago recebe águas carregadas de sedimentos via Paraná Amanã durante a água alta, e de água preta por meio de pequenos igarapés de terra firme, durante todo o ano. *Silva* [2005] investigou essas dinâmicas em relação à composição e distribuição de macrófitas aquáticas. Foram feitas medições das condições limnológicas e da ocorrência de macrófitas aquáticas, com foco na *Echinochloa polystachya*, ao longo de transectos longitudinais. *Echinochloa polystachya* mostrou-se um bom indicador do suprimento de nutriente, à medida que formavam estandes densos até um limite de 8 km das entradas de águas claras. Outras espécies, como a *Pistia stratiotes*, *Eichhornia crassipes*, *Ludwigia densiflora*, *Salvinia auriculata*, e *Paspalum repens*, crescem bem nas mesmas áreas. Macrófitas aquáticas são importantes para o peixe-boi (*Trichechus inunguis*) amazônico que habitam essa região, e *Arraut et al.* [2007] aplicaram levantamentos de solo com sensoriamento remoto para estabelecer a relação entre a sazonalidade do crescimento de macrófitas com os movimentos do peixe-boi.

Rodrigues [2007] realizou um inventário arbóreo em 17 sítios em um gradiente ao longo do Lago Amanã e encontrou uma relação entre a diminuição de fósforo em direção à porção superior do Lago e algumas espécies arbóreas associadas positiva ou negativamente com esse elemento. Além disso, ele observou que espécies pioneiras (ex., *Salix Martiana* e *Alchornea castaneifolia*) associadas à influência de águas claras ocorreram nos primeiros 10 km,

enquanto espécies associadas à água preta (ex., *Licania apetala*, *Licania micrantha*, e *Swartzia polyphylla*) ocorreram em distâncias maiores que 13 km do ponto de influência do Paraná.

5. REGIONALIZAÇÃO DA BIOGEOQUÍMICA DO CARBONO

As planícies de inundação desempenham um papel importante no balanço de carbono orgânico da Bacia Amazônica e são sítios com altas taxas de produção de plantas aquáticas e importantes fontes de metano para a troposfera. *Melack e Forsberg* [2001] resumiram dados da planície de inundação da Amazônia sobre produção, entrada alóctone, atividade heterotrófica, evasão de dióxido de carbono e metano, sedimentação, e balanço de carbono. *Melack e Engle* [2009] fizeram um resumo do balanço de carbono orgânico do Lago Calado, o balanço mais completo disponível sobre lago em planície de inundação na Amazônia. Medições adicionais e análises de vários aspectos da biogeoquímica de planícies de inundação da Amazônia foram realizadas durante o LBA e possibilitam uma regionalização mais extensiva do que a de *Melack e Forsberg* [2001].

5.1. Entradas de Carbono Orgânico na Planície de Inundação

Fitoplâncton, macrófitas herbáceas, florestas inundadas e algas perifíticas contribuem para a produção primária em planícies de inundação (Tabela 1). O fitoplâncton em geral é limitado às águas abertas de lagos e alguns rios, tais como o Tapajós, onde a penetração de luz subaquática é disponível. Estima-se que a produção primária líquida de fitoplâncton seja em torno de 200 Mg C km⁻² a⁻¹ [*Melack e Forsberg*, 2001, e referências].

Tabela 1. Produtividade Primária Líquida dos Principais Tipos de Vegetação de uma Região de 1.77 milhões de km² na Bacia da Amazônia Central, caracterizada por *Hess et al.* [*Hess et al.* [2003]]^a

^a PPL é a produção primária líquida. Referir-se ao texto ou referências citadas para fontes de valores.

^b Floresta inundada inclui 16.000 km² das categorias de espécies lenhosas e arbustivas.

^c Macrófitas incluem 14.000 km² das categorias de espécies lenhosas e arbustivas, porque seus habitats em geral suportam macrófitas flutuantes. O valor de PPL usado é menor do que os valores acima relatados por *Costa* [2005] e o valor do período de 7 meses calculado por *Engle et al.* [2008].

^d Fitoplâncton compreende 20.000 km² de água aberta como habitat lacustre.

^e Presume-se que o perifíton cresça na floresta e substratos de macrófitas durante aproximadamente metade do ano, quando esses habitats estão inundados. A média do período de inundação estimado por *Hamilton et al.* [2002] reduziria a produtividade do perifíton associada com floresta em cerca da metade.

Macrófitas herbáceas são especialmente abundantes em planícies de inundação associadas aos rios carregados de sedimentos ricos em nutrientes [*Junk e Piedade*, 1997]. As complexas variações espaciais e temporais de macrófitas herbáceas dificultam estimar a contribuição dessa comunidade à produção de planícies de inundação, que deve incorporar a produção cumulativa e sequencial de comunidades de plantas terrestres, semiaquáticas e aquáticas. *Junk e Piedade* [1993] estimaram que o aumento cumulativo de biomassa no crescimento de três comunidades sucessivas de macrófitas sob condições favoráveis na planície de inundação da Amazônia central é de 1.500 Mg C km⁻² e, pressupondo-se um conteúdo de carbono com peso seco de 50% e uma perda mensal de biomassa de 10% a 25% durante a estação de crescimento, os autores estimaram uma produção primária líquida de 2.500 Mg C km⁻² a⁻¹. *Costa* [2005] combinou imagens do SAR com medições de campo para estimar a produtividade primária líquida de macrófitas aquáticas através de um lago grande e raso próximo a Santarém, Brasil, e relatou valores em diferentes partes do lago que variaram de <900 Mg C km⁻² a⁻¹ a >5.000 Mg C km⁻² a⁻¹. Medições terrestres da composição de espécies, taxas de crescimento, densidades de plantas, e biomassa aérea foram combinadas com videografia de baixa elevação para estimar a produtividade primária líquida (PPL) da comunidade e comparar a biomassa esperada versus observada em intervalos mensais durante a fase aquática de crescimento no Lago Calado [*Engle et al.*, 2008]. As taxas de perdas mensais combinadas de biomassa subaquática e acima da água variaram de 31% a 75% com média de 79%. Se essa taxa de perda fosse aplicada de modo geral, ela resultaria em aumento das estimativas de PPL de macrófitas herbáceas, visto

que *Junk e Piedade* [1993] e *Costa* [2005] usaram taxas mais baixas de perda. A PPL de macrófitas herbáceas no Lago Calado para o período de 7 meses de fevereiro a agosto (pressupondo-se 50% de conteúdo de carbono) foi calculada em 6.720 Mg C km².

As florestas de inundação podem ocupar áreas significativas das planícies de inundação da Amazônia especialmente a oeste e norte de Manaus, e suas contribuições são geralmente restritas às porções mais rasas [*Junk e Piedade*, 1997]. *Worbes* [1997] estimou a produção combinada de liteira fina e grandes detritos lenhosos com variação entre 800 a 1.250 Mg C km⁻² a⁻¹ (pressupondo um conteúdo de carbono de 50% de peso seco) e estimou em 30% a produção radicular do material lenhoso vivo de florestas de várzea bem desenvolvidas. A taxa de produção líquida pôde ser estimada em 1.150 Mg C km⁻² a⁻¹ (excluindo o crescimento lenhoso e perdas por herbivoria da parte aérea). *Nebel et al.* [2001] mediram a produção de biomassa lenhosa e a queda de liteira fina em três florestas de planície de inundação ao longo do baixo Rio Ucayali no Peru. Nas três florestas, a queda de liteira fina foi em torno de 700 Mg C km⁻² a⁻¹ e atingiu o pico na inundação.

As algas perifíticas requerem substratos sólidos e em geral são encontradas próximo à superfície da água, presas às porções submersas de macrófitas e árvores alagadas [*Engle e Melack*, 1993]. Valores de produção atribuídos por *Doyele* [1991] ao habitat de macrófitas e por *Putz* [1997] para a floresta de várzea podem ser combinados com estimativas razoáveis de períodos de inundação de florestas e macrófitas para calcular valores anuais. A produção líquida de perifíton associada com florestas de inundação foi estimada em 100 Mg C km⁻² a⁻¹, e a produção de perifíton associada com macrófitas herbáceas foi estimada em 110 Mg C km⁻² a⁻¹ [*Melack e Forsberg*, 2001].

O cálculo de taxas regionais de produção líquida requer a incorporação de estimativas da área ocupada por água aberta, floresta inundada e macrófitas. Os resultados recentes derivados de sensoriamento remoto (resumidos acima) permitem a melhoria das estimativas de *Melack e Forsberg* e a ampliação da área para os 1,77 km² caracterizados por *Hess et al.* [2003]. Embora forneçam valores bem documentados e atualizados (Tabela 1), é importante reconhecer que os cálculos

baseiam-se em um número de medidas de pequenas a moderadas e em apenas um subconjunto de áreas geográficas e habitats que provavelmente não representam as médias de toda a bacia.

Nas planícies do Amazonas e áreas alagadas de savana, a respiração da coluna de água diária normalmente excede a fotossíntese planctônica; assim, em geral o oxigênio dissolvido está subsaturado [*Melack e Fischer*, 1983] e o dióxido de carbono dissolvido está supersaturado [*Hamilton et al.*, 1995; *Richey et al.*, 1988, 2002]. A predominância da respiração nesses sistemas deve-se ao influxo de quantidades significativas de carbono alóctone de fontes ribeirinhas e de terra firme para a fotossíntese pela parte aérea e respiração aquática por macrófitas e floresta inundada, bem como para a decomposição aquática de macrófitas e liteira da floresta alagada. *Melack e Forsberg* [2001] associaram influxos do rio e de escoamento superficial de terra firme para um trecho da planície de inundação da Amazônia central em combinação com medições de frações de carbono orgânico, para aproximadamente estimar os influxos alóctones como sendo inferiores a 5% de suas estimativas da produção primária da planície alagável. *Melack e Engle* [2009] estimaram que 9% dos influxos de carbono orgânico no Lago Calado originaram-se de chuva, igarapés, água subterrânea e influxos do rio. A tentativa de quantificar todas essas fontes de carbono orgânico e dióxido de carbono nas planícies de inundação em toda a Bacia Amazônica está fora do âmbito de nossas sínteses e aguarda informações ainda não disponíveis sobre fluxos hidrológicos e biogeoquímicos.

O carbono orgânico produzido ou transportado nas planícies de inundação é potencialmente disponível aos organismos que habitam essas áreas. Uma série de estudos, amplamente baseada em isótopos de carbono, indica padrões gerais de fluxo de carbono nas planícies de inundação da Amazônia (resumidas por *Melack e Forsberg* [2001]). A matéria orgânica nutritiva, derivada predominantemente de algas, árvores frutíferas e sementes, fornece a maior parte do carbono orgânico aos herbívoros aquáticos e detritívoros. Quase toda a biomassa das plantas vasculares C-3 e C-4 se decompõe ou libera carbono orgânico, predominantemente sob a forma dissolvida (COD), para a coluna de água. O componente lábil desse COD, dominado por carbono

de planta C-4, é consumido por bactérias heterotróficas, e muito dele é liberado como CO₂ ou CH₄ para a atmosfera. Com base em evidências de ¹³C, *Quay et al.*, [1992] estimaram que 40% da matéria orgânica respirada na Amazônia e seus principais tributários vêm de material de planta C-4. Recentemente, *Mayorga et al.* [2005a] relataram que uma fração de carbono orgânico com menos de 5 anos de idade e desproporcionalmente originária de plantas C-4 está alimentando a respiração de rios amazônicos.

5.2. Dióxido de Carbono e Evasão de Metano

Emissões de dióxido de carbono de habitats alagáveis incluem perdas respiratórias de plantas vivas e animais, mas são dominadas pelas perdas metabólicas de comunidades bacterianas que consomem matéria orgânica morta. Com base em levantamento regional ao longo da planície da Amazônia central durante as águas altas, *Devol et al.* [1988] relataram taxas de emissão de CO₂ medidas em águas abertas dentro de massas de macrófitas aquáticas, florestas inundadas e lagos. Com base em amostras de 13 expedições em uma extensão de 20 km e registros de 10 anos em um sítio, *Richey et al.* [2002] relataram a evasão de CO₂ do Amazonas e seus principais tributários e planícies de inundação nos 1,77 km² da região caracterizada por *Hess et al.* [2003] como 830 ± 240 Mg C km⁻² a⁻¹, com base em área inundada média anual de 250.000 km².

Metano é produzido predominantemente em ambientes anóxicos associados aos habitats inundados. *Melack et al.* [2004] combinaram a extensão temporalmente variável de inundação e vegetação, derivada de dados passivos e ativos de micro-ondas (ver seção 2), com medições de campo de habitats específicos [*Devol et al.*, 1990; *Engle e Melack*, 2000] para calcular taxas regionais de emissão de metano. Incertezas nas taxas de emissão regional foram determinadas por análises de erro Monte Carlo, que combinaram estimativas de erro para as medições de emissão e cálculos de áreas de inundação e de habitat. Emissões de metano calculadas usando a taxa de emissão total anual e a média anual de área inundada da planície alagável da calha principal do Solimões/Amazonas foram de 30,4 ± 7 Mg C km⁻² a⁻¹. Com base no trabalho de *Rosenqvist et al.* [2002], um cálculo similar da bacia do Rio Jaú mostra 23 Mg C km⁻² a⁻¹, provavelmente refletindo condições de deficiência de nutrientes

nessa planície de água preta. Embora as savanas inundadas sazonalmente cubram extensas áreas da Bacia Amazônica, não havia medições disponíveis de emissão de metano oriundas de savana para *Melack et al.* [2004] e por essa razão os autores usaram um valor médio de macrófitas aquáticas da Amazônia central (71 Mg C km⁻² a⁻¹) para estimar emissões das savanas de Moxos, Roraima, e Bananal.

Extensas áreas alagadas interfluviais, de savanas ribeirinhas e pântanos de palmeiras ocorrem no alto da Bacia do Rio Negro. Para determinar as trocas de dióxido de carbono e metano entre a atmosfera e a água desses ambientes, emissões difusas e ebulitivas de CO₂ e CH₄ foram medidas mensalmente durante 2005 [*Belger*, 2007]. A emissão de CO₂ foi de 2100 ± 1420 mg C m⁻² d⁻¹. O CH₄ foi consumido em ambientes secos a uma taxa de 3,7 ± 4,9 mg C m⁻² d⁻¹ e emitido de ambientes úmidos a uma taxa de 48 ± 109 mg C m⁻² d⁻¹, uma taxa menor do que a usada por *Melack et al.* [2004] para savanas.

Reservatórios hidroelétricos emitem quantidades significativas de CO₂ e CH₄ e, embora a maioria dos estudos tenham incluído apenas emissões de superfícies de reservatórios, as emissões de partes baixas de represas podem ser importantes. Influxos de matéria orgânica necessários para sustentar emissões de metano e dióxido de carbono de reservatórios frequentemente incluem macrófitas, pelo menos durante estágios iniciais de enchimento, e *Graciani e Novo* [2003] demonstraram o uso de imagens do RADARSAT Landsat para avaliar mudanças temporais nas macrófitas do Reservatório de Tucuruí. As medições ocasionais de emissão de metano de reservatórios amazônicos resumidos por *Melack et al.* [2004] são anteriores aos estudos de um ano de duração de *Kemenes* [2006] e *Kemenes et al.* [2007] que determinaram emissões de CO₂ e CH₄ do sistema da hidrelétrica de Balbina, próximo a Manaus, incluindo fluxos de rio acima e rio abaixo. Foram estimadas emissões difusas e ebulitivas, bem como oxidação de metano rio abaixo, a partir da represa. Um modelo de inundação derivado de um mapa batimétrico foi usado para a interpolação espacial e temporal de emissões do reservatório. Emissão de rio abaixo respondeu por 55% do total de emissão de metano, mas por apenas 4% do total de emissões de CO₂. Embora as emissões totais do reservatório sejam uma pequena fração dos fluxos de toda a bacia, emissões consideráveis de gases de efeito estufa associadas com reservatórios amazônicos (Balbina, Samuel e Tucuruí, assim como

o Petit Saut na Guiana Francesa) indicam que a geração de energia da hidrelétrica pode produzir efeitos de aquecimento climático similares aos de usinas de energia termoelétricas [Kemenes et al., 2008].

5.3. Sedimentação

Carbono orgânico particulado incorporado aos sedimentos e não oxidado por comunidades detritívoras e bacterianas é sequestrado por meio da deposição. Taxas de sedimentação das planícies de inundação da Amazônia variam consideravelmente no tempo e espaço [Aalto et al., 2003]; Moreira-Turcq et al., 2004], e poucas medições de acumulação de carbono baseadas em cronologias de condições de ^{210}Pb recentes estão disponíveis. Em uma análise diagenética dos sedimentos pelágicos dos lagos Jacaretinga e Cristalino, Devol et al. [1984] estimaram a taxa de deposição de carbono orgânico particulado em $44 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ e $28 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, respectivamente. Smith et al. [2003] determinaram a deposição de carbono orgânico baseado em dois testemunhos coletados de cada um dos três sítios no Lago Calado em uma variação de 18 a $62 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Na extensa e rasa planície de inundação de Curuaí, Moreira-Turcq et al. [2004] identificaram acumulação de carbono orgânico geralmente em torno de $100 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, embora ela possa ser mais alta em algumas profundidades de seus testemunhos individuais. É difícil extrapolar esses poucos e variáveis valores para toda a bacia.

5.4. Comparação de Produção Primária Líquida Com Evasão de Dióxido de Carbono e Metano

A produção líquida total atribuída às florestas inundadas (exceto incrementos lenhosos), macrófitas aquáticas, fitoplâncton, e perifíton para os 1,77 milhões de km^2 caracterizados por Hess et al. [2003] é de aproximadamente 300 Tg C a^{-1} . Florestas inundadas respondem por 62% do total, macrófitas aquáticas por 34% e os 4% restantes estão associados ao perifíton e fitoplâncton. Aproximadamente 10% do valor total equivale à exportação de carbono orgânico pelo Rio Amazonas [Richey et al., 1990], a emissão de metano é cerca de 2,5% [Melack et al., 2004], e um percentual similar provavelmente esteja enterrado em sedimentos. A porção remanescente se aproxima do valor

suficiente para alimentar a respiração que resulta da desgaseificação de $210 \pm 60 \text{ Tg C a}^{-1}$ como dióxido de carbono de rios e planícies de inundação [Richey et al., 2002]. Entretanto, consideráveis fontes terrestres de COD e COP sustentam a atividade heterotrófica aquática [Richey et al., neste volume]. Uma provável explicação para o excesso aparente de carbono orgânico sendo suprido aos rios e planícies de inundação é que as taxas de emissão de dióxido de carbono são subestimadas, conforme sugerido por Richey et al. [2002] e indicado por medições recentes em uma variedade de habitats aquáticos [Richey et al., neste volume]. Alternativamente, as estimativas de produtividade líquida podem estar, em média, demasiadamente elevadas para a região. Entretanto, um balanço regional de carbono da Amazônia central baseado em estimativas de trocas aéreas de CO_2 não requer grandes fluxos de CO_2 para equilibrar o balanço [Lloyd et al., 2007].

5.5. Próximos Passos

Avançar a capacidade preditiva e o entendimento de como o balanço de carbono de planícies de inundação amazônicas responderá às mudanças ambientais requer atividades coordenadas. Uma versão melhorada do modelo LISFLOOD, complementada por topografia de alta qualidade e batimetria, fluviômetros precisamente nivelados e medições de velocidades de água em canais da planície de inundação deveriam ser integrados com modelos de processos biogeoquímicos. Um modelo de escoamento superficial de terra firme que inclua influxos de COD e COP é essencial. Medições adicionais de produtividade primária líquida, evasão de dióxido de carbono e metano, e taxas de carbono depositado são necessárias em habitats subamostrados ou não amostrados. Um desafio adicional importante é a incorporação de impactos de mudança do clima na hidrologia, dinâmica dos sedimentos e biogeoquímica de rios amazônicos e planícies de inundação.

6. RELAÇÕES ENTE HABITATS DE PLANÍCIES ALAGÁVEIS, INUNDAÇÃO E INDÚSTRIA PESQUEIRA

Variações na distribuição e inundação de habitats de planície de inundação desempenham um papel chave na ecologia e produção de muitos peixes comercialmente importantes na Amazônia. A maior parte do peixe da Amazônia deriva sua energia de cadeias alimentares que começam em algas ou em sementes e frutos de árvores [Forsberg *et al.*, 1993; Melack e Forsberg, 2001]. O desenvolvimento dessas fontes e os padrões de crescimento de peixe são geralmente sincronizados com variações sazonais na inundação.

Variações sazonais na distribuição e inundação de habitats usados por peixes foram investigadas na Ilha Murutu, uma pequena ilha fluvial no canal principal do Rio Solimões, próximo a Manaus [Corredor, 2004]. Os habitats naturais dessa ilha incluíram água aberta, áreas de pastagem e florestas inundadas sazonalmente. Uma parte significativa da ilha foi desmatada e usada para cultivos agrícolas. No pico das águas altas, a ilha foi completamente inundada, enquanto em águas baixas somente alguns ambientes de água aberta permaneceram inundados. Essa variação espaço-temporal na inundação controlou a dinâmica da produção de algas planctônicas e perifíticas, bem como o desenvolvimento fenológico de frutos e sementes de árvores. As distribuições e habitats de alimentação de peixes herbívoros e omnívoros mostraram-se fortemente ligadas a esses padrões. Para caracterizar desse padrão complexo de dinâmica de habitat, uma série temporal de imagens em alta resolução em banda L do radar do JERS-1 foi analisada, e as mudanças sazonais na cobertura do habitat foram associadas à estrutura da comunidade de peixes usando análise de componentes principais.

O tetra cardinal (*Paracheirodon axelrodi*) é o peixe de aquário mais importante da Amazônia brasileira, que responde por mais de 80% das exportações regionais. Uma pequena espécie endêmica do alto da bacia do Rio Negro, o tetra migra entre dois tipos de áreas inundadas e usa duas redes distintas de alimento durante seu curto ciclo de vida. O cardinal passa a fase de seu ciclo de vida em pântanos interfluviais similares à savana, que ocorrem nas cabeceiras de muitos tributários durante a estação chuvosa. Durante os períodos mais secos,

esses pântanos se reduzem em tamanho, e o cardinal migra para os tributários das florestas aluviais e canais de igarapés associados ao Rio Negro.

Séries temporais de imagens de radar na banda C foram usadas para caracterizar os padrões de inundação nos pântanos interfluviais e para ligá-los aos padrões de migração sazonal do cardinal. Análises de isótopos estáveis foram usadas para investigar as mudanças associadas com a fonte de carbono autotrófico do cardinal [Marshall *et al.*, 2008]. Valores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$ do cardinal foram encontrados durante o período de vazante, após o peixe ter passado vários meses nos pântanos interfluviais alimentando-se predominantemente de invertebrados em uma cadeia alimentar baseada em perifíton. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram significativamente mais altos durante o período de cheia, indicando uma mudança para uma cadeia alimentar baseada em folhas de árvores. A conservação de ambos os habitats de área alagada certamente é necessária para o manejo efetivo dessa atividade comercial pesqueira de importância regional.

O rendimento anual da pesca em vários sistemas fluviais importantes da África tem se mostrado dependente do máximo de áreas inundadas com um tempo de retardo [Welcomme, 1979]. Essas relações indicam o papel das planícies de inundação na sustentação da pesca ribeirinha e a importância do máximo de área inundada na determinação do nível de produção aquática e tamanho da coorte em qualquer ano específico. Elas são úteis para prever a variação no rendimento pesqueiro devido aos fatores naturais e para a avaliação dos efeitos de diferentes práticas de manejo.

A área inundada máxima anual de planícies de inundação de águas brancas foi comparada com o rendimento total da pesca anual agregado a todos os estados da Amazônia brasileira durante o período de 1980 – 1998 (B. Forsberg, dados não publicados, 2002). Dados de atividade pesqueira foram obtidos de relatórios anuais publicados pelo *Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística* [1980 – 1990] e *Instituto do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis* [1993 – 1998]. Áreas inundadas foram estimadas a partir de séries mensais de imagens de micro-ondas adquiridas entre 1978 e 1987 seguindo a metodologia descrita por Sippel *et al.* [1998]. A área inundada máxima total para cada ano foi obtida pela agregação dos valores máximos anuais determinados pela planície alagável da Amazônia central entre as

latitudes 70° e 52°5'W e as planícies de inundação dos rios Juruá, Purus, e Madeira. A regressão linear entre a área inundada máxima anual e a altura máxima do rio medidas em Manaus foi utilizada para determinar a área inundada em anos não cobertos pela série temporal do satélite.

Nenhuma relação significativa foi encontrada entre a área inundada máxima total e a produção anual total de pescado, independentemente do tempo de retardo utilizado entre as variáveis. A falta de uma clara relação neste caso foi atribuída ao fato de que a pesca comercial na Amazônia que é seletiva, e tende a ser variada quanto ao tamanho, idade e níveis tróficos. Espera-se assim que o tempo de retardo entre a produção da planície de inundação (inundação) e produção pesqueira pode ser variável entre as espécies. Assim, o rendimento obtido resulta de peixes adultos de diferentes tamanhos e níveis tróficos que foram analisados separadamente, utilizando períodos de retardo mais longos para espécies maiores e espécies de níveis tróficos mais altos. Alguns grupos de peixe (ex., herbívoros) apresentaram mudanças gradativas na produção ao longo do tempo, provavelmente refletindo uma demanda variável de pesca. A regressão linear foi usada nesses casos para descrever a tendência antropogênica, e a variação residual parece representar a variação natural interanual nas produções pesqueiras. Ao se fazer isso, várias relações significativas foram observadas entre o rendimento da pesca e inundação (Figura 3). As relações identificadas em espécies menores em níveis tróficos mais baixos geralmente tinham tempos de retardo mais curtos (0 – 1 ano), enquanto as espécies maiores em níveis tróficos mais altos mostraram tempos de retardo consideravelmente mais longos (3 – 5 anos). Embora os dados de pesca utilizados nessa análise tenham se baseado em métodos de amostragem bruta, as boas relações obtidas sugerem que o enfoque geral está correto. Dados do Projeto Provarzea, recentemente organizado e com medições de campo padronizadas de pescado produzido na Amazônia brasileira, podem fornecer uma base excelente para a avaliação da influência da inundação na produção pesqueira.

7. FUTURAS DIREÇÕES E DIMENSÕES HUMANAS DO USO E MANEJO DE PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO

À luz das mudanças climáticas induzidas por atividades humanas na Amazônia, a dinâmica espaço-temporal detectável por sensoriamento remoto terá um papel cada vez mais crescente no entendimento e manejo do sistema. Em escala de bacia, modelos de sistemas hidrológicos e ecológicos irão se beneficiar da inclusão da extensão e variações das superfícies inundadas e de vegetação aquática. Modelos de produção e evasão de dióxido de carbono e metano devem incluir as áreas úmidas [Cole *et al.*, 2007]. A variedade espacial e temporal de planícies de inundação está ligada à alta diversidade de espécies e adaptações biológicas associadas a esses habitats [Hamilton *et al.*, 2007; Junk, 1997] e sua importância para as populações humanas [Junk *et al.*, 2000]. Em escala regional, o desmatamento significativo pode ser detectado em planícies de inundação, o qual, quando associado à criação de gado, pode levar à eutroficação de lagos de planícies de inundação [Affonso *et al.*, 2007]; Novo *et al.*, 2007]. Em escala local, o aperfeiçoamento das informações sobre as condições das planícies inundáveis contribuirão para os esforços de manejo comunitário [McGrath *et al.*, 2005] e mitigação de poluição [Melack, 2005].

O Brasil e outros países sul americanos comprometidos com o desenvolvimento da Amazônia continuam a construir estradas, canais de navegação e portos para facilitar o fluxo de pessoas e produtos, e reservatórios de hidrelétricas para o fornecimento de energia à crescente economia regional. O “Plano de Aceleração do Crescimento” apresentado pelo governo federal brasileiro em 2007 delineou planos de investimento em infraestrutura logística e de energia na Amazônia. Essa proposta ambiciosa contemplou a construção de três grandes reservatórios de hidrelétricas, seis pequenos reservatórios, uma nova rodovia de 480 km, quatro linhas principais de transmissão de energia, um gasoduto principal, a expansão de 19 portos fluviais e a pavimentação de quatro rodovias principais até 2010. Todos esses trabalhos públicos poderão afetar potencialmente as planícies de inundação e seus impactos individuais e coletivos devem ser avaliados.

Os impactos de represas e reservatórios de hidrelétricas propostas e existentes estão sendo

avaliados tanto em termos socioeconômicos como ambientais. O represamento de rios criou extensas áreas alagadas. Resultados recentes que indicam grandes emissões de gases de efeito estufa (dióxido de carbono e metano) dessas áreas são cada vez mais relevantes, visto que os impactos do aquecimento climático estão se tornando evidentes. Quando ocorre a desgaseificação à medida que a água sai das turbinas e se combina com a evasão rio abaixo e dentro do reservatório, as emissões de gases de efeito estufa por megawatt-hora de geração de energia de reservatórios existentes podem se igualar ou exceder as emissões de usinas termoelétricas movidas a combustível fósseis [Kemenes et al., 2008]. Embora os rios e áreas ripárias já emitissem carbono e metano antes da construção dos reservatórios e estudos adicionais sejam necessários para avaliar essa pré-condição, o entendimento atual da biogeoquímica do carbono das planícies de inundação amazônicas e lagos sugere que uma evasão consideravelmente maior de carbono e metal irá ocorrer após a construção de um reservatório de hidrelétrica que inunda a floresta tropical chuvosa.

À medida que a exploração e o transporte de petróleo na região amazônica continuam a acelerar, o risco de impactos às planícies de inundação tende a aumentar. A alta produtividade e a complexidade hidrológica desses sistemas os fazem especialmente vulneráveis a esses impactos. Modelos precisos da hidrologia e da dinâmica de habitats são necessários para prever as trajetórias do fluxo de derramamentos e minimizar os impactos da construção de oleodutos. A expansão de instalações portuárias e dragagem de canais fluviais para facilitar o transporte e comércio fluviais poderão aumentar o risco de poluição urbana e alterar a troca de água, nutrientes e sedimentos entre rios e planícies de inundação [Hamilton, 1999].

A expansão da criação de gado, produção de soja e construção de estradas poderão levar ao aumento do desmatamento que, por sua vez, poderá produzir efeitos significativos no ciclo hidrológico regional [Malhi et al. 2008]. Os climas mais secos que podem ocorrer com o aumento do desmatamento serão exacerbados pelo aquecimento global, levando ao ressecamento da Amazônia durante o século 21. O resultado desses impactos pode vir a representar uma redução significativa da área inundada e mudanças importantes nos processos biogeoquímicos ligados à inundação.

Mudanças nas características do pulso de inundação poderão ter efeitos significativos na biogeoquímica e na produtividade de ambientes de planícies inundáveis.

REFERÊNCIAS

- Aatlo, R., L. Maurice-Bourgoin, T. Dunne, D.R. Montgomery, C. Nittrouer and J.L. Guyot. 2003. Episodic sediment accumulation on Amazonian floodplains influenced by El Niño/Southern Oscillation. *Nature* 425: 493-497.
- Affonso, A.G., E.M.L.M. Novo, J.M. Melack and L.L. Hess. 2007. Identificação e quantificação do desflorestamento nas áreas alagáveis nos municípios à margem do Rio Solimões/Amazonas nos estados do Pará e Amazonas. *Proc. Brazilian Society of Remote Sensing*
- Alsdorf, D.E. 2003. Water storage of the central Amazon floodplain measured with GIS and remote sensing imagery. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 93: 55-66.
- Alsdorf, D.E., J.M. Melack, T. Dunne, L.A.K. Mertes, L.L. Hess and L.C. Smith. 2000. Interferometric radar measurements of water level change: Amazon floodplain response to river stage. *Nature* 404: 174-177.
- Alsdorf, D.E., L.C. Smith, and J.M. Melack. 2001. Amazon water level changes measured with interferometric SIR-C radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 39: 423-431.
- Alsdorf, D., T. Dunne, J.M. Melack, L. Smith and L. Hess. 2005. Diffusion modeling of recessional flow on central Amazonian floodplains. *Geophys. Res. Lett.* 32: L21405, doi:10.1029/2005GL024412.
- Alsdorf, D., P. Bates, J.M. Melack, M. Wilson and T. Dunne. 2007. Spatial and temporal complexity of the Amazon flood measured from space. *Geophys. Res. Lett.* 34: L08402, doi 10.1029/2007GL029447.
- Arraut, E.M., J.E. Mantovani and E.M.L.M. Novo. 2007. Quanto alimento há para o Peixe-boi Amazônico? Técnicas de processamento digital de imagens para estimar a dimensão de bancos de macrófitas aquáticas. Pages 6609-6614. *Proc. Brazilian Society of Remote Sensing*

- Barbosa, C.C.F. 2005. Sensoriamento Remoto da dinâmica de circulação da água do sistema planície de Curai / rio Amazonas. Ph.D. Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo
- Barbosa, C.C.F., E.M.L.M. Novo, J.M. Melack, R.M. Freitas and W.P Filho. Metodologia de análise da dinâmica de área e volume inundável: O exemplo do várzea do Lago Grande de Curuai. *Revista Brasileira de Cartografia* 58, in press
- Bates, P.D. and A.P.J. DeRoos 2000. A simple raster-based model of floodplain inundation. *J. Hydrol.* 236: 54-77
- Belger, L., B. Forsberg and J.M. Melack. Factors influencing carbon dioxide and methane emissions from interfluvial wetlands of the upper Negro River basin, Brazil. *J. Geophys. Res. – Biogeosciences*, in review
- Birkett, C.M., L.A.K. Mertes, T. Dunne, M.H. Costa and M.J. Jasinski. 2002. Surface water dynamics in the Amazon basin: Application of satellite radar altimetry. *J. Geophys. Res.* 107 (D20), 8059, doi: 10.129/2001JD000609.
- Bonnet, M.P., et al., Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuai), *J. Hydrol.*, 249, 18 – 30 .
- Coe, M.T., M.H. Costa, A. Botta and C. Birkett. 2002. A long-term simulation of discharge and floods in the Amazon basin. *J. Geophys. Res.* 107 (D20), art. no. 8044. Doi: 10.1002/hyp.6850.
- Coe, M.T., M.H. Costa and E. Howard. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: Impacts of new river geomorphic and dynamic flow parameterizations. *J. Hydrol.*, in press
- Cole, J.J., Y.T. Prairie, N.F. Caraco, W.H. McDowell, L.J. Tranvik, R.R. Striegl, C.M. Duarte, P. Kortelainen, J.A. Downing, J. Middleburg and J.M. Melack. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems* doi: 10.1007/s10021-006-9013-8.
- Corredor, M. C. F. V. (2004). Influência das variações temporais da disponibilidade relativa de habitats sobre a comunidade de peixes em um lago de várzea da Amazônia central, Masters thesis, Inst. Nac. de Pesquisa da Amazônia, Manaus, Brazil.
- Costa, M. 2005. Estimate of net primary productivity of aquatic vegetation of the Amazon floodplain using Radarsat and JERS-1. *Int. J. Remote Sens.* 26: 4527-4536.
- Costa, M.H., M.T. Coe and J.L. Guyot. Effects of climatic variability and deforestation on flow regime. In J. Gash, M. Keller and P. Silva Dias (eds.). *Amazonia and Global Change*, this volume.
- Devol, A.H., T.M. Zaret, and B.R. Forsberg. 1984. Sedimentary organic matter diagenesis and its relation to the carbon budget of tropical Amazon floodplain lakes. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 22: 1299-1304.
- Devol, A.H., J.E. Richey, W.A. Clark, and S.L. King. 1988. Methane emissions to the troposphere from the Amazon floodplain. *J. Geophys. Res.* 93, 1583-1492.
- Devol, A.H., J.E. Richey, B.R. Forsberg, and L.A. Martinelli. 1990. Seasonal dynamics in methane emissions from the Amazon River floodplain to the troposphere. *J. Geophys. Res.* 95, 16,417-16,426.
- Doyle, R.D. 1991. Primary production and nitrogen cycling within the periphyton community associated with emergent aquatic macrophytes in an Amazon floodplain lake. Ph.D. Thesis, University of Maryland, College Park.
- Dunne T., L.A.K Mertes, R.H. Meade, J.E. Richey and B.R. Forsberg 1998. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110, 450-467.
- Engle, D. and J.M. Melack. 1993. Consequences of riverine flooding for seston and the periphyton of floating meadows in an Amazon floodplain lake. *Limnol. Oceanogr.* 38, 1500-1520.
- Engle, D. and J.M Melack. 2000. Methane emissions from the Amazon floodplain: enhanced release during episodic mixing of lakes. *Biogeochemistry*, 51, 71-90.
- Engle, D.L., J.M. Melack, R.D. Doyle and T.R. Fisher. High rates of net primary productivity and turnover for floating grasses on the Amazon floodplain: Implications for aquatic respiration and regional CO₂ flux, *Global Change Biol.*, 14, 369 – 381.
- Forsberg, B.R., C. A. R. M. Araujo-Lima, L. A. Martinelli, R. L. Victoria and J.A. Bonassi. 1993. Autotrophic carbon sources for fish of the central Amazon. *Ecology* 74, 643-652.
- Frappart, F., F. Seyler, J.-M. Martinez, J.G. León and A. Cazenave. 2005. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation and

- water levels. *Remote Sens. Environ.*, *99*, 387-399.
- Graciani, S.D. and E.M.L.M. Novo. 2003. Determinação da cobertura de macrófitas. Proc. *Brazilian Society of Remote Sensing*, *11*, 2509-2516.
- Guyot J.L., N. Filizola, and A. Laraque. 2005. Régimes et bilan du flux sédimentaire à Óbidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003. In: *Sediment Budgets*, edited by D. E. Walling and A. J. Horowitz), *IAHS Publ.*, *291*, 347-354.
- Hamilton, S. K. (1999), Potential effects of a major navigation project (the Paraguay-Paraná Hidrovia) on inundation in the Pantanal floodplains, *Reg. Rivers Res. Manage.*, *15*, 289 - 299
- Hamilton, S., S. Sippel and J.M. Melack (1995), Oxygen depletion and carbon dioxide production in waters of the Pantanal wetland of Brazil. *Biogeochemistry*, *30*, 115-141.
- Hamilton, S.K., S.J. Sippel and J.M. Melack. 2002. Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. *J. Geophys. Res.*, *107*(D20), 8308, doi:10.1029/2000JD000306.
- Hamilton, S.K., S.J. Sippel and J.M. Melack. 2004. Seasonal inundation patterns in two large savanna floodplains of South America: the Llanos de Moxos (Bolivia) and the Llanos del Orinoco (Venezuela and Colombia). *Hydrol. Processes*, *18*, 2103-2116.
- Hamilton, S. K., J. Kellndorfer, B. Lehner, and M. Tobler (2007), Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru), *Geomorphology*, *89*, 23-38.
- Han, S-C., C.K. Shum, C. Jekeli and D. Alsdorf. 2005. Improved estimation of terrestrial water storage changes from GRACE. *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L07302, doi:10.1029/2005GL022382.
- Haugaasen, T., and C. A. Peres (2005), Tree phenology in adjacent Amazonian flooded and unflooded forests, *Biotropica*, *37*, 620 – 630.
- Hess, L.L., J.M. Melack, S. Filoso and Y. Wang. 1995. Delineation of inundated area and vegetation along the Amazon floodplain with the SIR-C synthetic aperture radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* *33*: 896-904.
- Hess, L.L., E.M.L.M. Novo, D.M. Slaymaker, J. Holt, C. Steffen, D.M. Valeriano, L.A.K. Mertes, T. Krug, J.M. Melack, M. Gastil, C. Holmes and C. Hayward. 2002. Geocoded digital videography for validation of land cover mapping in the Amazon basin. *Int. J. Remote Sens.*, *7*, 1527-1556.
- Hess, L.L., J.M. Melack, E.M.L.M. Novo, C.C.F. Barbosa and M. Gastil. 2003. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote Sens. Environ.*, *87*, 404-428.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (1980-1990). Estatística da Pesca – Brasil – Grandes Regiões – Unidades da Federação, report, vols, 1-11, Rio de Janeiro, Brazil.
- Junk, W.J. (Ed.). (1997). *The Central Amazon Floodplain: Ecology of a Pulsing System*, edited by W. J. Junk, pp. 147 – 185, Springer, Berlin.
- Junk, W.J. and M.T.F. Piedade (Eds.) (1993). Biomass and primary-production of herbaceous plant communities in the Amazon floodplain, *Hydrobiologia* *263*, 155-162.
- Junk, W.J., and M.T.F. Piedade (1997), Plant life in the floodplain with special reference to herbaceous plants, in *The Central Amazon Floodplain: Ecology of a Pulsing System*, edited by W. J. Junk, pp. 147 – 185, Springer, Berlin.
- Junk, W. J. and M. T. F. Piedade (Eds.) (2009), *Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Ecology, Biodiversity and Sustainable Management*, Springer, Berlin, in press.
- Junk, W. J., J. J. Ohly, M.T.F. Piedade, and M. G. M. Soares (Eds.) (2000), *The Central Amazon Floodplain: Actual Use and Options for a Sustainable Management*, Backhuys, Leiden, Netherlands.
- Kalliola, R., J. Salo, M. Puhakka, and M. Rajasilta (1991), New site formation and colonizing vegetation in primary succession on the western Amazon flood plain, *J. Ecol.*, *79*, 877 – 901.
- Kemenes, A. (2006), Estimativa das emissões de gases de efeito estufa (CO₂ e CH₄) pela hidrelétrica de Balbina, Amazônia central, Brazil, Ph.D. thesis, Inst. Nac. de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Brazil.
- Kemenes, A., B.R. Forsberg and J.M. Melack. (2007), Methane release below a tropical hydroelectric dam, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L 12809, doi:10.1029/2007GL029479.
- Kemenes, A., B.R. Forsberg and J.M. Melack. Os fluxos de metano e gás carbônico por

- hidrelétricas e o aquecimento global., *Ciencia Hoje*, 41, 44- 49.
- Kvist, L. P., and G. Nebel (2001), A review of Peruvian flood plain forests: Ecosystems, inhabitants and resource use, *For. Ecol. Manage.*, 150, 3 - 26.
- Laraque A., N. Filizola and J.L. Guyot. 2005. Variations spatio-temporelles du bilan sédimentaire dans le bassin amazonien brésilien, à partir d'un échantillonnage décadaire. In: *Sediment Budgets*, edited by D. E. Walling and A. J. Horowitz, *IAHS Publ.*, 291, 250-258.
- Lesack, L.F.W. (1993), Water balance and hydrologic characteristics of a rainforest catchment in the central Amazon basin, *Water Resour., Res.*, 29, 759-773.
- Lesack, L.F.W. (1995), Seepage exchange through the lakebed in an Amazon floodplain lake, *Limnol. Oceanogr.*, 40, 598-609.
- Lesack, L.F.W. and J. M. Melack (1995), Flooding hydrology and mixture dynamics of lake water derived from multiple sources in an Amazon floodplain lake. *Water Resour. Res.*, 31, 329-345.
- Lloyd, J., et al. (2007), An airborne regional carbon balance for central Amazonia, *Biogeosciences*, 4, 759 – 768.
- Malhi, Y., J. T. Roberts, R. A. Betts, T. J. Killeen, W. Lee, and C. a. Nobre (2008), Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon, *Science* 319, 169 – 172.
- Marshall, B. G., B. R. Forsberg, and M. J. F. Thome-Souza (2008), Autotrophic energy sources for *Paracheirodon axelrodi* (Osteichthyes, Characidae), in the middle Rio Negro, central Amazon, Brazil, *Hydrobiologia*, 596, 95 – 103.
- Martinez, J.-M., and T. Le Toan (2007), Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal SAR data. *Remote Sens. Environ.*, 108, 209-223.
- Maurice-Bourgoin L., M..P. Bonnet, J.M. Martinez, P. Kosuth, G. Cochonneau, P. Moreira Turcq, J.L. Guyot, P. Vauchel, N. Filizola and P. Seyler (2007), Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River main stream, Brazil. *J. Hydrol.*, 335, 140-156.
- Mayorga, E., A.K. Aufdenkampe, C.A. Masiello, A.V. Krusche, J.I. Hedges, P.D. Quay, J.E. Richey and T.A. Brown. (2005a), Young organic matter as a source of carbon dioxide outgassing from Amazonian rivers, *Nature*, 436, 538-541.
- Mayorga, E., M.G. Logsdon, M.V.R. Ballester and J.E. Richey. 2005a. Estimating cell-to-cell surface drainage paths from digital networks, with an application to the Amazon basin, *J. Hydrol.*, 315, 167-182.
- McClain, M.E., and R. J. Naiman (2008), Andean influences on the biogeochemistry and ecology of the Amazon River, *BioScience*, 58, 325 – 338.
- McGrath, D.G., O.T. Almeida, M. Crossa, A. Cardoso and M. Cunha (2005), Working toward community-based ecosystem management of the lower Amazon floodplain, *PLEC News and Views*, 6, 3-10.
- Melack, J.M. (1996). Recent developments in tropical limnology, *Verh. Int. Ver. Limnol.*, 26, 211-217.
- Melack, J. M. (2004), Remote sensing of tropical wetlands, in *Manual of Remote Sensing*, edited by S. Ustin, pp. 329 – 343, John Wiley, New York.
- Melack, J.M. (2005), Floodplain lakes and reservoirs in tropical and subtropical South America: Limnology and human impacts, in *Lakes Handbook*, edited by P. O. Sullivan and C. Reynolds, pp. 241-257, Blackwell, Oxford, U.K.
- Melack, J. M., and E. Engle (2009), An organic carbon budget for an Amazon floodplain lake, *Verh. Int. Ver. Limnol.*, in press.
- Melack, J.M. and T.R. Fisher (1983), Diel oxygen variations and their ecological implication in Amazon floodplain lakes. *Arch. Hydrobiol.*, 98, 422-442.
- Melack, J. M. and B. Forsberg (2001), Biogeochemistry of Amazon floodplain lakes and associated wetlands, In *The Biogeochemistry of the Amazon Basin and its Role in a Changing World*, edited by M.E. McClain et al., pp. 235 – 276, Oxford University Press, Oxford, U. K.
- Melack, J. M. and L.L. Hess (2004), Remote sensing of wetlands on a global scale, *SIL News*, 42, 1-5.
- Melack, J. M., and L. L. Hess (2009), Remote sensing of the distribution and extent of wetlands in the Amazon basin, in *Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Ecology, Biodiversity and Sustainable Management*, edited by W. J. Junk and M. Piedade, Springer, Berlin, in press.

- Melack, J.M., L.L. Hess, M. Gastil, B.R. Forsberg, S.K. Hamilton, I.B.T. Lima and E.M.L.M. Novo (2004), Regionalization of methane emissions in the Amazon basin with microwave remote sensing, *Global Change Biol*, 10, 530-544.
- Mertes L.A.K. (1994), Rates of floodplain sedimentation on the central Amazon River., *Geology*, 22, 171-174.
- Mertes, A.K.L. (1997), Documentation and significance of the perirheric zone on inundated floodplains, *Water Resour. Res.*, 33, 1749-1762.
- Mertes, L.A.K., M.O. Smith and J.B. Adams (1993), Estimating suspended sediment concentrations in surface waters of the Amazon River wetlands from Landsat images, *Remote Sens. Environ*, 42, 281-301.
- Mertes, A.K.L., D.L. Daniel, J.M. Melack, B. Nelson, L.A. Martinelli and B.R. Forsberg. (1995), Spatial patterns of hydrology, geomorphology and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective *Geomorphology*, 13, 215-232.
- Moreira-Turcq P., J.M. Jouanneau, B. Turcq, P. Seyler, O. Weber and J.L. Guyot (2004), Carbon sedimentation at Lago Grande de Curuai, a floodplain lake in the low Amazon region: insights into sedimentation rates, *Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 214, 27-40.
- Nebel, G., J. Dragsted, and A. Salazar Vega (2001), Litter fall, biomass and net primary production in flood plain forests in the Peruvian Amazo, *For. Ecol. Manage.*, 150, 93 – 102.
- Novo, E.M.L.M., F.A. Leite, J. Avila, V. Ballester and J.M. Melack (1997), Assessment of Amazon floodplain habitats using TM/Landsat data, *Ciencia e Cultura*, 49, 280-284.
- Novo, E.M.L.M. C.C.F. Barbosa, R.M. Freitas, Y.E. Shimabukuro, J.M. Melack and W. P. Filho (2006), Seasonal changes in chlorophyll distributions in Amazon floodplain lakes derived from MODIS images, *Limnology*, 7, 153 – 161, doi 10.1007/s10201-006-0179-8.
- Novo, E.M.L.M., A.G. Affonso and J.M. Melack (2007), Multi-sensor approaches to access the relationship between wetland deforestation and Amazon floodplain lake eutrophication, in *Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, pp. 3483 – 3490, *Inst. Nac. de Pesquisas Espaciais*, Florianópolis, Brazil.
- Putz, R. (1997), Periphyton communities in Amazonian black- and whitewater habitats: Community structure, biomass and productivity, *Aquat. Sci.*, 59, 74-93.
- Quay, P. D., D. O. Wilbur, J. E. Riche7u, J. I. Hedges, and A. H. Devol (1992), Carbon cycling in the Amazon River: Implications from δ^{13} xompositions of particles and solutes, *Limnol. Oceanogr.*, 37, 857 – 871.
- Richey, J.E., A.H. Devol, S. C. Wofsy, R. Victoria, and M.N.G. Ribeiro (1988), Biogenic gases and the oxidation and reduction of carbon in Amazon River and floodplain waters, *Limnol. Oceanogr.* 33, 551-561.
- Richey, J.E., L.A.K. Mertes, T. Dunne, R.L. Victoria, B.R. Forsberg, A.C.N.S. Tancredi and E. Oliveira (1989), Source and routing of the Amazon River flood wave, *Global Biogeochem. Cycles*, 3, 191-204.
- Richey, J.E., J.I. Hedges, A.H. Devol, P.D. Quay, R. Victoria, L. Martinelli, and B.R. Forsberg (1990), Biogeochemistry of carbon in the Amazon River, *Limnol. Oceanogr.*, 35, 352-371.
- Richey, J. E., J. M. Melack, A. K. Aufdenkampe, V. M. Ballester and L. Hess (2002), Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric carbon dioxide, *Nature* 416, 617-620.
- Richey, J. E., A. V. Krusche, M. S. Johnson, H. B. da Cunha, and M. V. Ballester (2009), The role of rivers in the regional carbon balance, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi 10.1029/2008GM000734, this volume.
- Rodrigues, R. (2007), Diversidade florística, estrutura da comunidade arbórea e suas relações com variáveis ambientais ao longo do lago Amanã, RDSA, Amazônia Central, Masters Thesis, Inst. Nac. de Pesquisas da Amazônia.
- Ronchail, J., G. Cochonneau, M. Molinier, J. –L. Guyot, A. Chaves, V. Guimaraes, and E. Oliveira (2002), Interannual rainfall variability in the Amazon Basin and sea- surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic oceans, *Int. J. Clomatol.*, 22, 1663 – 1686.
- Rosenqvist, A., M Shimada, B. Chapman, A. Freeman, G. De Grandi, S. Saatchi, and Y. Rauste (2000), The Global Rain Forest Mapping project – a review, *Int. J. Remote Sens.* 21, 1375-1387.
- Rosenqvist A, B.R. Forsberg, T.P. Pimentel, Y.A. Rausch and J.E. Richey (2002), The use of spaceborne radar data to model inundation

- patterns and trace gas emissions in the Central Amazon floodplain, *Int. J. Remote Sens.*, *7*, 1303-1328.
- Rudorff, C. M., E. M. L. Novo, L. S. Galvão, and W. Pereira Filho (2007), Análise derivativa de dados hiperespectrais medidos em nível de campo e orbital para caracterizar a composição de águas opticamente complexas na Amazônia, *Acta Amazonica*, *37*, 269 – 280.
- Schöngart, J. and W. J. Junk (2007), Forecasting the flood-pulse in central Amazonia by ENSO-indices, *J. Hydrol.*, *335*, 124 – 132.
- Schöngart, J., W. J. Junk, M. T. F. Piedade, J. M. Ayres, A. Hüttermann, and M. Worbes (2004), Teleconnection between tree growth in the Amazonian floodplain and the El Niño-Southern Oscillation effect, *Global Change Biol.*, *10*, 1 – 10.
- Schöngart, J., M. T. F. Piedade, F. Wittmann, W. J. Junk, and M. Worbes (2005), Wood growth patterns of *Maclobium acaciifolium* (Benth.) (*Fabaceae*) in Amazonia black-water and white-water floodplain forests, *Oecologia*, *145*, 454 – 461.
- Silva, R.M (2005), Físicoquímica e macrófitas no lago Amanã, Masters Thesis, Inst. Nac. de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Brazil.
- Sioli, H. (1984), *The Amazon*. Dr. W. Junk, Dordrecht, The Netherlands.
- Sippel, S.J., S.K. Hamilton and J.M. Melack (1991), Inundation area and morphometry of lakes on the Amazon River floodplain, Brazil, *Arch. Hydrobiol.* *123*, 385-400.
- Sippel, S.K., S.K. Hamilton, J.M. Melack and B. Choudhury (1994). Determination of inundation area in the Amazon River floodplain using the SMMR 37 GHz polarization difference, *Remote Sensing Environ.* *48*, 70-76.
- Sippel, S.J., S.K. Hamilton, J.M. Melack and E.M.M. Novo (1998), Passive microwave observations of inundation area and the area/stage relation in the Amazon River floodplain, *Int. J. Remote Sens.*, *19*, 3055-3074.
- Siqueira, P., S. Hensley, S. Shaffer, L.L. Hess, G. McGarragh, B. Chapman and A. Freeman (2000), A continental-scale mosaic of the Amazon Basin using JERS-1 SAR, *IEEE Trans.Geosci. Remote Sens.*, *38*, 2638-2644.
- Smith, L.K., J.M. Melack and D.E. Hammond (2003), Carbon, nitrogen and phosphorus content and ²¹⁰Pb-derived burial rates in sediments of an Amazon floodplain lake, *Amazoniana*, *17*, 413-436.
- Tapley, B.D., S. Bettadpur, J. Ries, P. Thompson and M. Watkins (2004), GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, *305*, 503-505.
- Thiemme, M., B. Lehner, R. Abell, S. K. Hamilton, J. Kellendorfer, G. Powell, and J. C. Riveros (2007), Freshwater conservation planning in data-poor areas: An example from a remote Amazonian basin (Madre de Dios River, Peru and Bolivia), *Biol. Conserv.*, *135*, 484 – 501.
- Wang, Y., S. Filoso, L. Hess and J.M. Melack (1995), Understanding the radar backscattering from flooded and nonflooded Amazonian forests: Results from canopy modeling, *Remote Sens. Environ.*, *54*, 324-332.
- Welcomme, R. L. (1979), *Fisheries Ecology of Floodplain Rivers*, Longman, London.
- Wilson, M.D., P.D. Bates, D. Alsdorf, B. Forsberg, M. Horritt, J. Melack, F. Frappart and J.S. Famiglietti (2007), Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L15404, doi: 10.1029/2007GL030156.
- Wittmann, F., and W. J. Junk (2003), Sapling communities in Amazonian white-water forests, *J. Biogeogr.*, *30*, 1533 – 1544.
- Wittmann, F., W. J. Junk, and M. T. F. Piedade (2004), The varzea forests in Amazonia: Flooding and the highly dynamic geomorphology interact with natural forest succession, *For. Ecol. Manage.*, *196*, 199 – 212.
- Wittmann, F., J. Schöngart, J. C. Montero, T. Motzer, W. J. Junk, M. T. F. Piedade, H. L. Queiroz, and M. Worbes (2006), Tree species composition and diversity gradients in white-water forests across the Amazon basin, *J. Biogeogr.*, *33*, 1334 – 1347.
- Worbes, M. (1997), The forest ecosystem of the floodplains, in *The Central Amazon Floodplain: Ecology of a Pulsin System*, edited by W. Junk, pp. 223 – 265, Springer, Berlin.

B. R. Forsberg and M. T. F. Piedade, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, 69011-970 Manaus, AM, Brasil. (forsberg@gmail.com; maitepp@vivax.com.br)

L. Maurice, LMTG, Université de Toulouse, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France. (maurice@lmtg.obs-mip.fr).

J. M. Melack, Department of ecology, Evolution, and Marine Biology, University of California, Santa Barbara, CA 93106, USA. (melack@bren.ucsb.edu).

E. M. L. M. Novo, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, C.P. 515, 12227-010 São José dos Campos, SP, Brazil. (evelyn@ltd.inpe.br)

Tradução: Ivani Pereira

Revisão: Maria Teresa F. Piedade

Copyright © 2010 American Geophysical Union, Washington, D.C., USA. All rights reserved.

These materials are protected by the United States Copyright Law, International Copyright Laws and International Treaty Provisions.

Estes materiais são protegidos pela Lei de Direitos Autorais dos Estados Unidos, por Leis Internacionais de Direitos Autorais e Disposições de Tratados Internacionais.

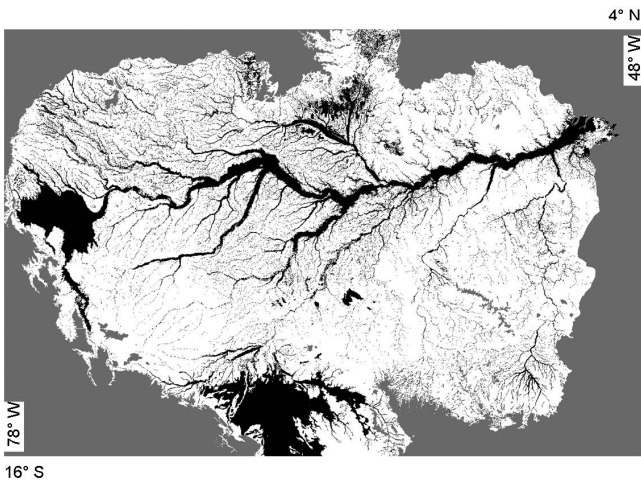


Figure 1

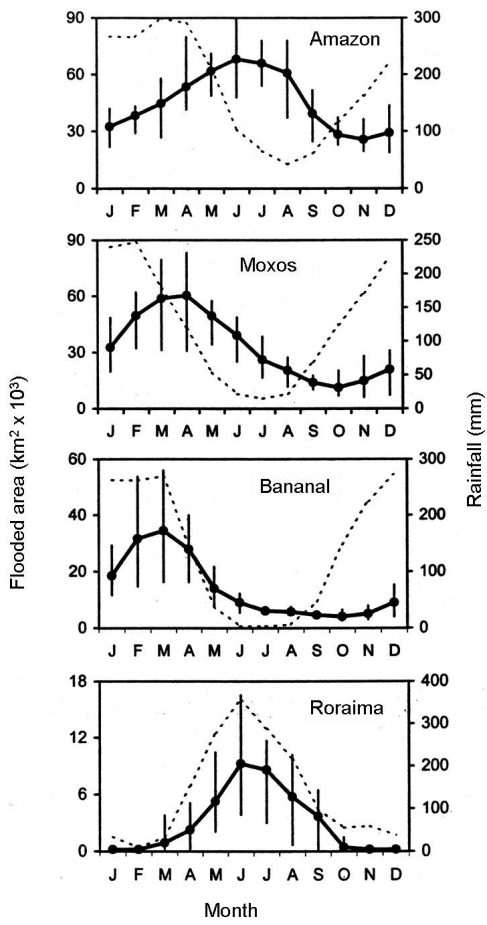


Figure 2

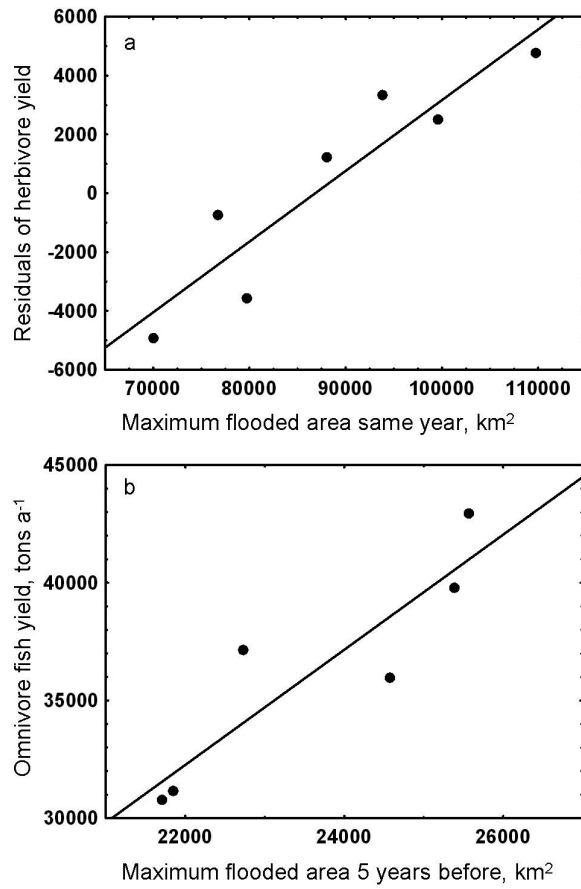


Figure 3

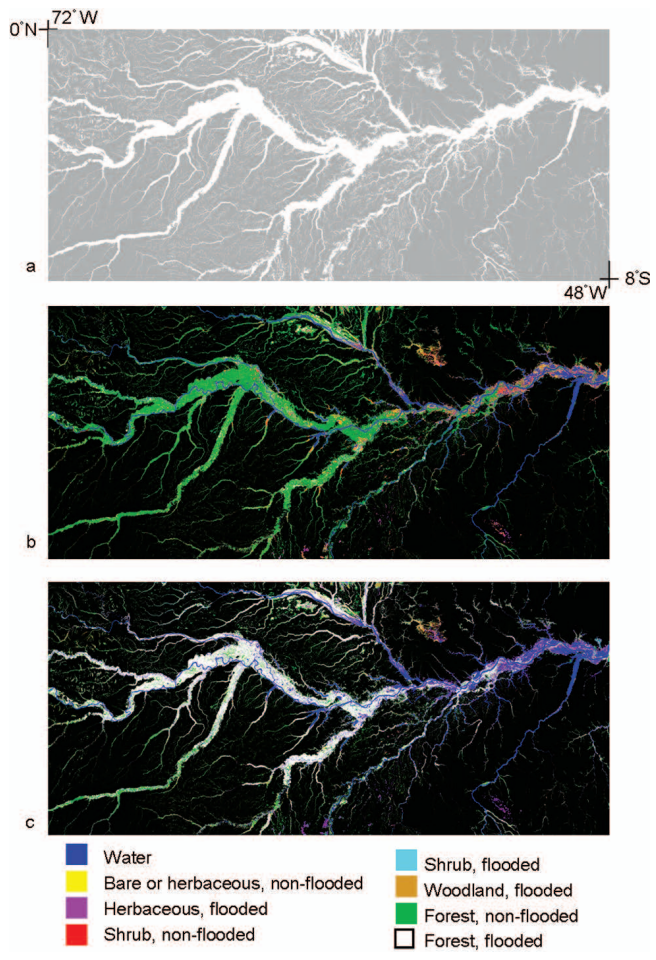


Plate 1

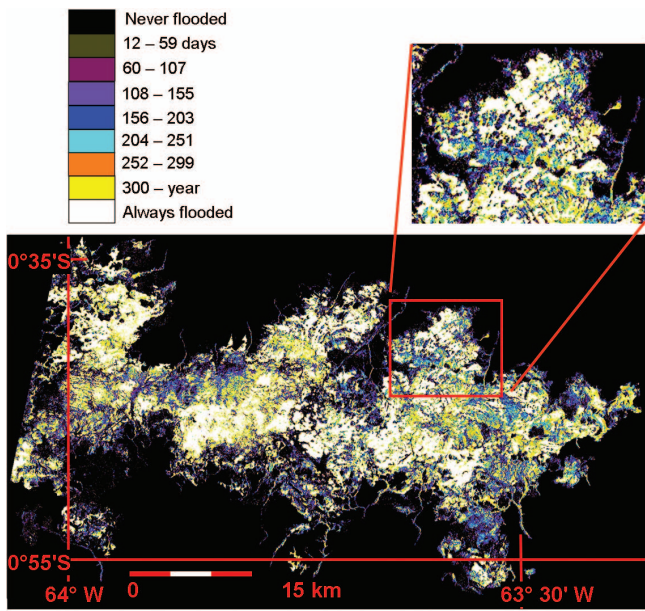


Plate 2

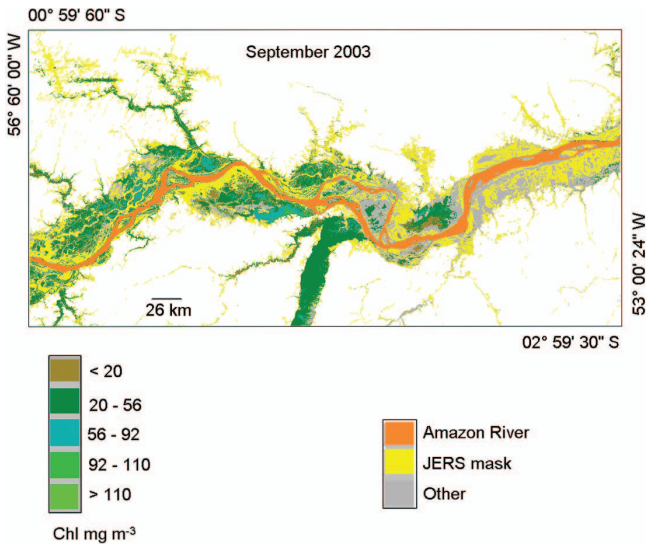


Plate 3

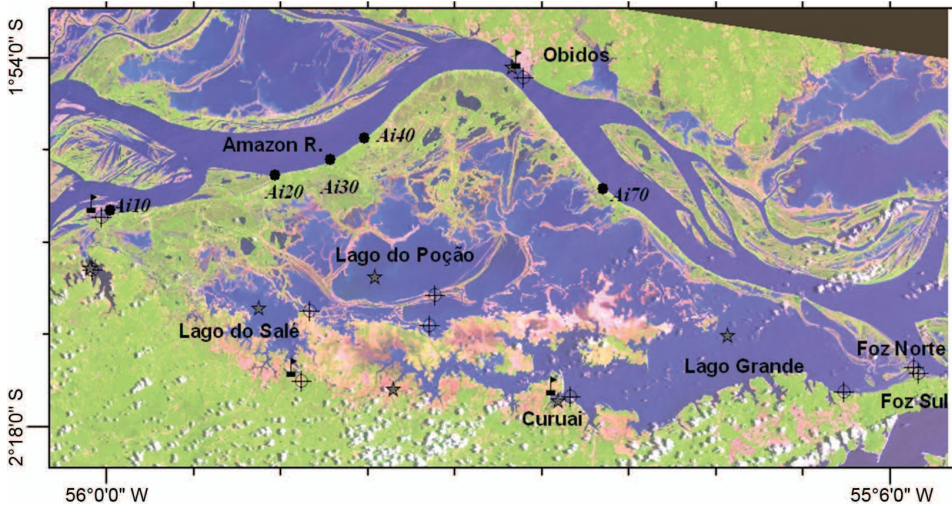


Plate 4